# 基于高亚洲精细再分析数据模拟普若岗日冰原2012—2014年表面能量-物质平衡

李建江[1]， 李 佳[1]， 吴立新[1]， 汪赢政[1,2]， 郭 磊[1]

（1. 中南大学地球科学与信息物理学院，湖南 长沙 410083；2. 兰州大学资源环境学院，甘肃 兰州 730000）

**摘 要：** 采用高亚洲精细再分析数据（High Asia Refined analysis，HAR）以及Coupled Snowpack and Ice Surface Energy and Mass balance Model（COSIMA）模拟了青藏高原最大冰原——普若岗日2012-04-23—2014-05-11的能量-物质平衡，并分析了普若岗日冰原消融机理。模拟的2012-04-23—2013-05-23与2013-05-23—2014-05-11的物质平衡分别为-0.18 m w.e.、-0.36 m w.e.。在整个研究时段内，冰原西部、中北部等海拔低于5800 m的区域处于物质亏损状态，最大达到-2.69 m w.e.；冰原北部区域因为海拔较高的原因，处于物质积累状态，在东北部区域最高值达到0.85 m w.e.。2013-05-23—2014-05-11用于消融的能量相比2012-04-23—2013-05-23减少，冰川表面消融减速，但普若岗日冰原上空2013-05-23—2014-05-11的固态降水量少于2012-04-23—2013-05-23，因此冰川在2013-05-23—2014-05-11日的表面净物质平衡反而减少。

**关键词：** 普若岗日；高亚洲精细再分析数据；COSIMA；能量平衡；物质平衡

在气温快速上升的背景下，全球各地冰川均呈现出不同程度的消融现象[1-3]，位于青藏高原内部的山岳冰川更是如此[4-6]。喜马拉雅山附近的冰川物质损失速率在2003—2008年间达到了0.59 m w.e.a$^{-1}$[7]，祁连山地区的冰川物质损失速率在2003—2009年间达到了0.77±0.35 m w.e.a$^{-1}$[8]。相对青藏高原其他地区的冰川，位于青藏高原腹地的普若岗日冰原处于比较稳定的状态。已有一些学者通过大地测量的方法对普若岗日冰原的物质平衡变化进行了定量估计。Neckel等[9]通过差分TanDEM-X数据生成的DEM和X波段SRTM DEM，估算出普若岗日冰原2000—2012年之间的年物质平衡值为-0.044±0.015 m w.e.a$^{-1}$。Liu等[10]通过TanDEM-X数据和大地测量法估算出普若岗日冰原在2011—2012年、2012—2013年、2013—2014年、2014—2016年之间的物质平衡分别为0.44±0.10 m w.e.a$^{-1}$、-0.13±0.03 m w.e.a$^{-1}$、-0.34±0.06 m w.e.a$^{-1}$以及-0.52±0.10 m w.e.a$^{-1}$。大地测量手段受限于卫星影像数据的获取，物质平衡观测时间分辨率也有限。基于气象参数和辐射值的能量-物质平衡模拟方法不但可以获取精细化的物质平衡估计结果，还可以从物理消融机制的角度剖析冰川变化的原因，预测冰川未来状态，更深入地研究冰川对气候的响应关系[11]。

冰川表面物质平衡主要由物质积累和消融构成。冰川消融主要受控于冰川表面的能量收支状况，冰川积累则主要来源于外部降水。气温作为直接影响冰川物质消融的重要参数，它在冰川物质平衡模拟中扮演着重要的角色。Hock[12]提出了基于温度变化的度日模型，用于模拟冰川物质平衡变化。Huintjes等[13]通过引入潜在太阳短波辐射对度日模型进行修正，但改正后的度日模型仍然只涉及到表面的物质平衡计算，并没有涉及到冰川内部的消融。Huintjes等[14]提出Coupled Snowpack and Ice surface energy and Mass balance model（COSIMA）模型。该模型考虑了气压、温度、风速等冰川表面因素以及表面以下的10 m内的能量-物质平衡过程，

**收稿日期：** 2020-11-02； **修订日期：** 2021-04-28
**基金项目：** 国家自然科学基金项目（41904006）；湖南省自然科学基金项目（2019JJ50761）；国家重点研发项目（2018YFA0605500，2018YFC1503600）；中国科学院战略性先导科技专项资助项目（XDA20100101）
**作者简介：** 李建江（1996-），男，硕士研究生，主要从事冰川能量-物质平衡研究. E-mail: 185012119@csu.edu.cn
**通讯作者：** 李佳. E-mail: lijia20050710@csu.edu.cn

能够更全面地模拟不同高度、坡度和坡向下的冰川消融过程。此外,该模型的时间分辨率达到1 h,可以精细模拟冰川动态变化,有助于深度揭示冰川能量-物质变化过程。Huintjes等[15]通过该模型和高亚洲精细再分析数据(High Asia Refined analysis,HAR)估算出2001—2011年普若岗日冰原的消融速率为-0.044 m w.e.a$^{-1}$,与Neckel等[9]估计的结果吻合。

普若岗日作为青藏高原中腹地区最大的冰原,是气候和环境变化的记录者,同时是周围湖泊的主要供给来源。Lei等[16]曾利用航拍地形图、SRTM等数据估算普若岗日冰原物质平衡变化并分析其对令戈湖水量的影响;Liu等[17]利用TanDEM-X数据估算了普若岗日冰原2012—2016年厚度变化。但这些研究缺乏对普若岗日冰原近期消融机理的分析。为揭示普若岗日近期动态,进一步分析其对气候变化的响应方式,本文采用高亚洲精细再分析数据(High Asia Refined analysis,HAR)基于COSIMA模型研究了2012—2014年间普若岗日冰原能量收支和物质平衡变化,计算了普若岗日冰原2012—2014年间各能量通量数据。本研究可提供高时间分辨率的普若岗日冰原物质平衡变化估计结果,为分析普若岗日冰原物质平衡对气候变化的响应方式以及对令戈湖水位变化的影响程度提供重要参考数据。

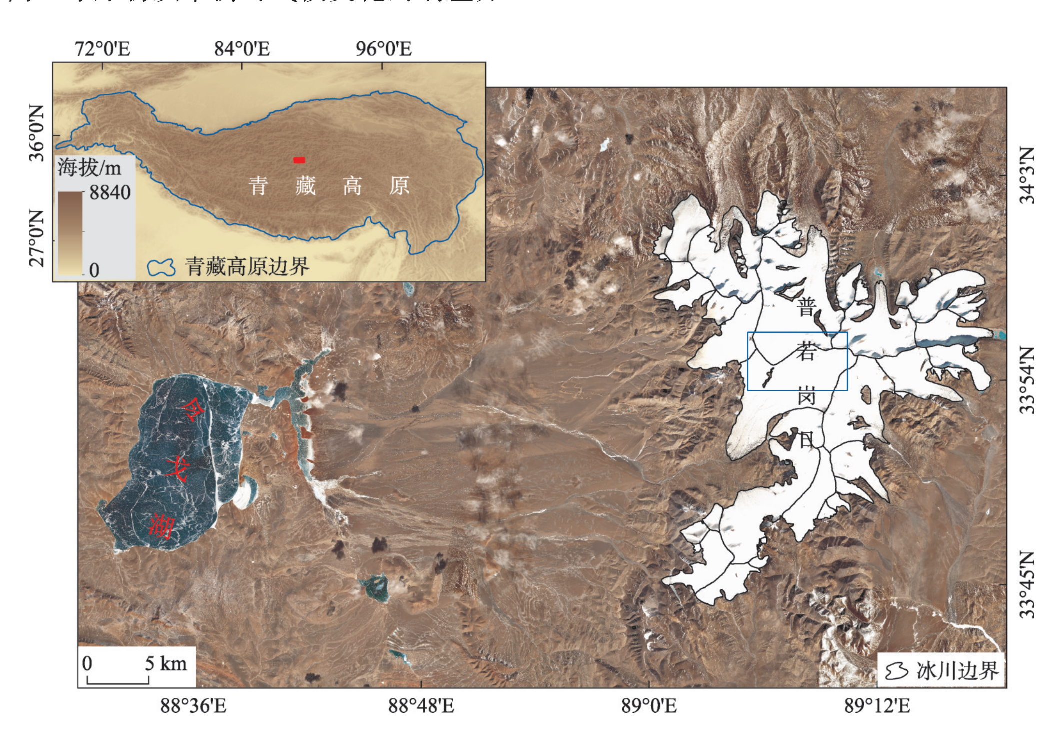
## 1 数据和方法

### 1.1 研究区概况

普若岗日冰原位于西藏自治区双湖特别区的东北部,覆盖33°44′~34°04′N,89°20′~89°50′E,总面积约为422.58 km$^2$[16,18]。普若岗日峰区地势较平坦,最高海拔为6482 m[19];50多条长短不一的冰舌从冰原的中心向四周溢出(图1),冰舌最低处海拔约5350 m[20]。在1974—2010年间冰原平均雪线海拔高度约为5735 m[5]。从遥感影像上看,普若岗日冰原表面较为洁净,冰碛物较少,与周围地物容易区分开来。普若岗日冰原主要受印度季风和中纬度西风带控制,属于极大陆型冰川[21]。受春季西风和夏季印度季风的影响,普若岗日峰区春季和夏季降水大部分为固态降水,因此普若岗日冰原为春夏混合积累型[15]。

### 1.2 数据来源与处理

1.2.1 高亚洲精细再分析数据 高亚洲精细再分析数据(HAR)是德国柏林工业大学Dieter Scherer教授团队利用数值天气预报和动力降尺度方法获得



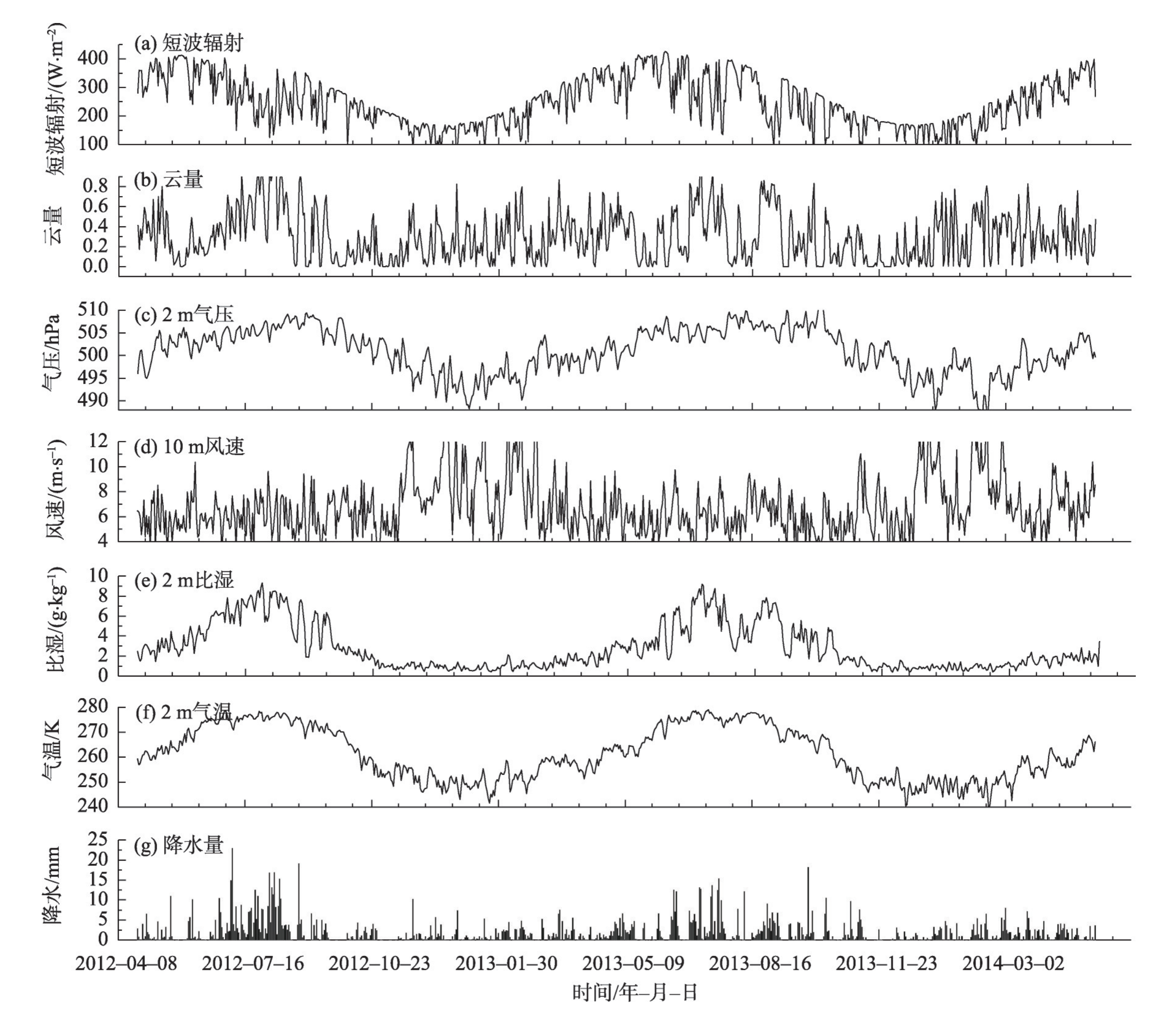

注:插图内红色矩形代表研究区位置;主图内蓝色框为驱动COSIMA模型所用HAR数据区域(10 km×10 km)。

图1 普若岗日研究区域示意图

Fig. 1 Optical image of the Puruogangri ice cap

的气象数据集[22]。它将MODIS产品以及气象站数据进行融合，结合经典物理参数化方案，采用双向嵌套模式对整个亚洲高山区进行气象参数模拟[23]。数据空间分辨率达0.1°×0.1°，时间分辨率达1 h。高亚洲地区数据可覆盖2001—2014年间（最新版数据已更新至2018年）。该数据精度在青藏高原冰川表面物质平衡研究中已经得到较好的验证[15]。本研究下载了普若岗日冰原区域2012-04-23—2014-05-11的入射短波辐射（$W\cdot m^{-2}$）、2 m气温（K）、2 m气压（hPa）、10 m风速（$m\cdot s^{-1}$）、降水（mm）、比湿、云量以及SRTM DEM（空间分辨率：30 m×30 m）数据。由于二者分辨率存在差异，为更好地提取普若岗日冰原范围内的最高海拔格网点所对应的气象数据信息，方便后续模型输入数据的创建，本研究将SRTM DEM重采样为0.1°×0.1°的DEM，并基于重采样后的DEM数据提取了最高海拔格网点所对应的HAR气象数据。这些数据随时间变化情况见图2。

1.2.2 数据预处理　采用Huintjes等[15]模拟普若岗日冰原2001—2011年间物质平衡时所使用的梯度插值方法以及相应气象数据的梯度因子。其中，根据HAR数据点位海拔信息与对应点位的比湿信息，对所有点位进行线性拟合，获取比湿梯度因子与相关系数。为更精确地体现普若岗日冰原空间分布上的消融情况，本研究对SRTM DEM（空间分辨率：30 m×30 m）进行重采样，获取空间分辨率为450 m×450 m的新SRTM DEM，随后以最高海拔格网点为起始点，结合表1中所有梯度因子、新SRTM DEM以及最高海拔格网点所对应的所有气象数据进行冰




注：降水为累积值外，其余均为日均值。

图2　普若岗日2012-04-23—2014-05-11最高海拔格网点（选自分辨率为0.1°×0.1°的DEM）所对应的HAR的气象数据

Fig. 2　Meteorological data for the highest elevation grid point (selected from DEMs with a resolution of 0.1° × 0.1°) corresponding to the period 23 April 2012 to 11 May 2014 for Puruogangri

面二维梯度插值，最终获取冰面二维气象数据集(分辨率：450 m×450 m)。梯度因子以及相关系数如表1所示。

辐射量是直接影响冰川物质消融速率的重要参数。本文根据Kumar等[24]在1997年提出的辐射模型，结合普若岗日地理位置、海拔、纬度、坡度以及坡向等信息得到冰面晴空入射短波辐射(空间分辨率为450 m×450 m)，根据最高海拔格网点处晴空

**表1　HAR气象数据插值所采用的梯度因子以及相关系数[15]**

**Tab. 1　Altitudinal gradients and correlation coefficients used to interpolate the grid HAR meteorological data**

| | 梯度因子 | $R^2$ |
|---|---|---|
| 气温/(K·m$^{-1}$) | −0.00830 | 0.98 |
| 气压/(hPa·m$^{-1}$) | −0.06700 | 1.00 |
| 降水/(%·m$^{-1}$) | 0.05300 | 0.67 |
| 比湿/(%·m$^{-1}$) | −0.01050 | 0.96 |
| 10 m风速/(m·s$^{-1}$·m$^{-1}$) | 0.00170 | 0.13 |
| 云量 | 0.00001 | 0.09 |

入射短波辐射值与HAR入射短波辐射值计算转换因子，从而获得冰面HAR(空间分辨率为450 m×450 m)入射短波辐射值。

$$ri_{x,y}=\frac{SW_{\mathrm{in},x,y}}{SW_{\mathrm{in},x_\mathrm{HAR},y_\mathrm{HAR}}}\tag{1}$$

式中：$ri_{x,y}$ 为转换因子；$SW_{\mathrm{in},x,y}$ 为对应点位的晴空辐射值；$SW_{\mathrm{in},x_\mathrm{HAR},y_\mathrm{HAR}}$ 为对应点位的HAR辐射值。

固态降水是影响冰川物质积累的关键参数。Möller等[25]在2007年提出了双曲正切函数。该函数可以实现+1 ℃~+5 ℃之间的固态和液态降水分离。基于此函数和HAR降水数据获得了普若岗日冰原的固态降水量。公式如下：

$$snowg=prcp\,(0.5\,(-\tanh((T2-273.15)-2.5)\times2.5)+1))\tag{2}$$

式中：$snowg$ 为固态降水量(m)；$prcp$ 为总降水量(m)；$T2$ 为2 m的温度(K)。

风速、湿度等参数影响着冰川表面的湍流交换，对冰川表面能量交换过程有一定的影响。HAR数据集只提供了10 m高度的风速。本研究采用Allen等[26]在1998年提出的风速转换模型进行不同高度的风速转换：

$$u_2=(u_{10}4.87)/[\log(67.8z-5.42)]\tag{3}$$

式中：$u_2$ 为2 m高度的风速(m·s$^{-1}$)；$z$ 为离地高度(m)；$u_{10}$ 为10 m高度的风速(m·s$^{-1}$)。

另外，湿空气中水汽重量与干空气重量的混合比会影响水汽转换过程，进而影响潜热通量的计算。我们利用混合比与比湿的关系(式4[27])得到混合比。水汽压可以影响下行长波辐射，进而影响净长波辐射的计算。得到混合比后，我们可以通过式5[27]计算水汽压。

$$W=\frac{662q}{622-0.622q}\tag{4}$$

$$W=\frac{M_{\mathrm{v}}}{M_{\mathrm{d}}}=\frac{0.662e}{p-e}\tag{5}$$

式中：$q$ 为比湿；$W$ 为混合比；$M_{\mathrm{v}}$ 为湿空气质量(g)；$M_{\mathrm{d}}$ 为干空气质量(g)；$e$ 为水汽压(hPa)；$p$ 为气压(hPa)。

初始雪深影响模型中地下剖面层的划分。对于初始雪深的确定，采用Huintjes等[14]模拟普若岗日冰原表面能量-物质平衡时采用的方法，即将物质平衡线以下区域的初始雪深设为0 cm，物质平衡线以上至海拔最高点区域的初始雪深通过线性插值估计。

### 1.3　研究方法

通过COSIMA模型和气象数据模拟冰川的消融速率，再结合固液态降水模拟冰川物质积累，从而得到冰川物质平衡，分析冰川质量变化对气候变化的响应。

COSIMA模型对冰川的能量和物质平衡进行分层分析。其能量平衡模型如下：

$$F=SW_{\mathrm{net}}+LW_{\mathrm{net}}+Q_{\mathrm{sen}}+Q_{\mathrm{lat}}+Q_{\mathrm{G}}\tag{6}$$

式中：$F$ 为冰雪融化能量；$SW_{\mathrm{net}}$ 为净短波辐射量；$LW_{\mathrm{net}}$ 为净长波辐射量；$Q_{\mathrm{sen}}$ 为潜热通量；$Q_{\mathrm{lat}}$ 为感热通量；$Q_{\mathrm{G}}$ 为地下导热量。

感热、潜热的计算如下：

$$Q_{\mathrm{sen}}=\rho_{\mathrm{air}}\cdot c_{\mathrm{p}}\cdot C_{\mathrm{se}}\cdot u_2(T_{\mathrm{air}}-T_{\mathrm{s}})\tag{7}$$

$$Q_{\mathrm{lat}}=\rho_{\mathrm{air}}\cdot L_{\mathrm{E/S}}\cdot C_{\mathrm{lat}}\cdot u_2\cdot(q_{\mathrm{air}}-q_{\mathrm{s}})\tag{8}$$

式中：$\rho_{\mathrm{air}}$ 为空气密度；$c_{\mathrm{p}}$ 为空气等压比热容[1004.67 J·(kg·℃)]；$T_{\mathrm{air}}$、$T_{\mathrm{s}}$ 分别为2 m处温度以及冰川表面温度；$L_{\mathrm{E/S}}$ 为蒸发潜热(2.514×10$^6$ J·kg$^{-1}$)/升华潜热(2.849×10$^6$ J·kg$^{-1}$)；$q_{\mathrm{air}}$、$q_{\mathrm{s}}$ 分别为2 m处比湿以及冰川表面比湿；$C_{\mathrm{lat}}$、$C_{\mathrm{se}}$ 分别为潜热块体交换系数以及感热块体交换系数(由于两者差别小于5%，所以一般假设两者相等)。块体交换系数可

通过Braithwaite[28]在1995年提出的公式计算：

$$C_{se} = \frac{k^2}{[\ln(z/z_0)]^2} \quad (9)$$

式中：$k$ 为van Karman系数(0.41)；$z$ 为测量仪器高度；$z_0$ 为粗糙长度。

地下导热量主要由透射短波辐射与地下传热构成。地下传热主要根据表面与次表面温度差异以及传热系数计算。传热系数的确定采用Anderson[29]在1976年所提出的方法：

$$\lambda = 0.021 + 2.5(\rho 1000^{-1})^2 \quad (10)$$

式中：$\lambda$ 为传热系数；$\rho$ 为雪层密度。

透射短波辐射根据Bintanja等[30]在1995年提出的模型估算：

$$S_i(Z_s) = SW_{net}(1-\zeta)e^{\beta Z_s} \quad (11)$$

式中：$S_i$ 为短波辐射在深度 $Z_s$ 处的剩余部分；$SW_{net}$ 为冰川表面吸收的净短波辐射；$\zeta$ 为净短波辐射在顶层模型中被吸收的比例(冰/雪分别为：0.8/0.9)；$\beta$ 为消光系数(冰/雪分别为：2.5/17.1)。

反照率决定着冰川表面吸收太阳短波的辐射量。模型中反照率的确定采用的是Oerlemans等[31]在1998年提出的方法：

$$\alpha_{snow}{}^{i} = \alpha_{firn} + (\alpha_{frsnow} - \alpha_{firn})\exp\left(\frac{s-i}{t^*}\right) \quad (12)$$

$$\alpha^{i} = \alpha_{snow}{}^{i} + \alpha_{ice} - \alpha_{snow}{}^{i}\exp\left(\frac{-d}{d^*}\right) \quad (13)$$

式中：$i$ 为模型开始运行到第一次降雪的时间(d)；$\alpha^i$ 为第 $i$ 天的表面反照率；$\alpha_{snow}{}^{i}$ 为第 $i$ 天的积雪反照率；$\alpha_{firn}$ 为粒雪反照率(0.55)；$\alpha_{frsnow}$ 为新雪反照率(0.9)；$s$ 为距离上次降雪时间；$t^*$ 为新雪变为粒雪的时间尺度(6 d)；$\alpha_{ice}$ 为冰面反照率(0.3)；$d$ 为雪深；$d^*$ 为雪深特征尺度(8 cm)。

采用Huintjes等[15]模拟普若岗日冰原能量-物质平衡时所采用的分层方法，以0.1 m为深度将地下10 m剖分为100个剖面层，并分别对其密度、温度等参数进行分析和计算。采用Mölg等[32]在2012年提出的参数化方案确定初始的新雪、粒雪、冰层的反照率以及粗糙长度。初始底层温度则沿用Huintjes等[15]模拟普若岗日冰原能量-物质平衡时所采用的数值。在整个模拟过程中，COSIMA模型所采用的参数以及分层方法均已经过Huintjes等[15]检验，并在普若岗日冰原取得很好的效果。

## 2 结果与分析

### 2.1 表面能量平衡

获取的2012—2014年间普若岗日冰原表面主要能量通量如图3所示。2012—2013年间净短波辐射量为63.81 W·m$^{-2}$，感热通量为35.59 W·m$^{-2}$，净长波辐射量为-50.04 W·m$^{-2}$，潜热通量为-32.26 W·m$^{-2}$，地下传热为-10.04 W·m$^{-2}$。2013—2014年间净短波辐射量为67.09 W·m$^{-2}$，感热通量为36.54 W·m$^{-2}$，净长波辐射量为-53.82 W·m$^{-2}$，潜热通量为-33.34 W·m$^{-2}$，地下传热为-10.31 W·m$^{-2}$。将各能量通量结果(图3)与Huintjes等[15]模拟的普若岗日2001—2011年表面各能量通量结果对比，发现在2001—2014年间净短波辐射量、净长波辐射量、感热通量、潜热通量等能量变化趋势一致。在整个研究期间，净短波辐射通量值呈现一定的规律，分别在在冬/夏季达到最低/高峰。一方面可能是由于地球自转、公转使得普若岗日冰川表面在冬/夏季接收太阳光照时间有所差异；另一方面可能是因为冬/夏季发生固态降水事件的概率差异，导致冬/夏季冰川表面反照率差异。净长波辐射也具有一定的规律，在夏季达到最低峰，这可能是由于云量以及比湿在夏季增加(图2b、图2e)，导致下行长波辐射增大。潜热通量在干燥的条件下一般为负值；在夏季时，风速较低(图2d)，不利于冰川表面与空气界面之间的湍流交换，此时，潜热通量为正值，冰川表面发生凝结或凝华现象。空气界面与冰川表面存在气温差，导致空气界面向冰川表面进行能量传递，从而产生感热通量，感热通量一般是为正值且大小与潜热通量值基本持平。

表2列出了2012-04-23—2014-05-11各能量通量占比，注意能量总和为各通量绝对值之和。相比于2012-04-23—2013-05-23，2013-05-23—2014-05-11净长波辐射增加3.78 W·m$^{-2}$，净短波辐射增加3.28 W·m$^{-2}$，感热通量增加0.95 W·m$^{-2}$，潜热通量增加1.08 W·m$^{-2}$，地下传热增加0.27 W·m$^{-2}$。整体来看，2013-05-23—2014-05-11可用于物质消融的能量减少。2012-04-23—2014-05-11冰川能量收入主要来自于太阳短波辐射(32.8%)与感热通量(18.1%)，而能量支出主要是净长波辐射(26.1%)与潜热通量(16.5%)。净长波辐射增加可能是由于云

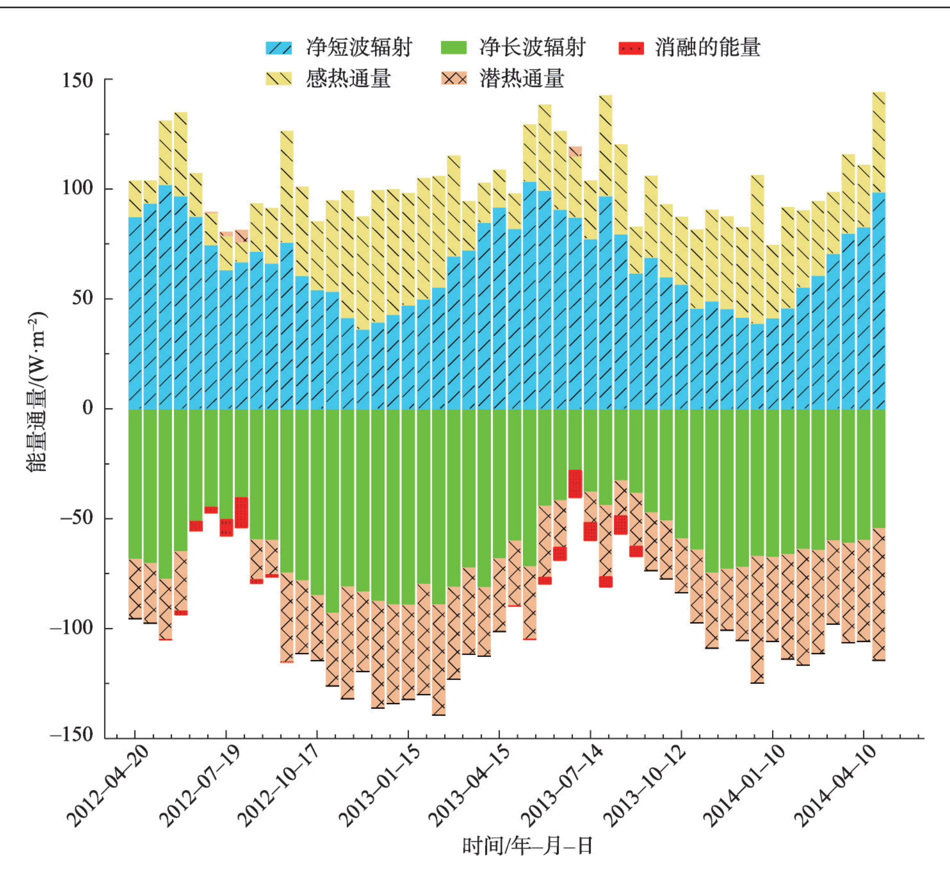



图3 2012-04-23—2014-05-11普若岗日15 d各能量通量均值

Fig. 3 Different components of the 15 days averaged energy fluxes at Puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014



**表2 2012-04-23—2014-05-11普若岗日各能量通量年均值能量变化及占比**

**Tab. 2 Annual variation and contributions of different energy components at the puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014**

| | | 能量绝对值总和 | 净短波辐射 | 净长波辐射 | 感热通量 | 潜热通量 | 地下传热 | 消融能量 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 2012-04-23—2013-05-23 | 能量/(W·m$^{-2}$) | 195.52 | 63.81 | −50.04 | 35.59 | −32.26 | −10.04 | −3.78 |
| | 占比/% | - | 32.6 | 25.6 | 18.2 | 16.5 | 5.1 | 2.0 |
| 2013-05-23—2014-05-11 | 能量/(W·m$^{-2}$) | 203.07 | 67.09 | −53.82 | 36.54 | −33.34 | −10.31 | −1.97 |
| | 占比/% | - | 33.0 | 26.5 | 18.0 | 16.4 | 5.0 | 1.1 |

量的适当减少(使得下行长波辐射减少),净短波辐射增加可能是由于固态降水减少(使得冰面反照率降低)。而感热通量、潜热通量以及地下传热变化量较小的原因则可能是温度、气压、比湿以及风速的变化较小。

### 2.2 物质平衡变化

表3和表4分别列出了2012—2014年间普若岗日冰原物质平衡各分量与驱动COSIMA模型所需各要素的年均值/累积值。相比2012—2013年,2013—2014年表面消融量减少,冰下消融量增加,物质升华量增加,融水再冻量略微减少,固态降水减少。冰川表面消融减少是由于表面消融能量减

**表3 2012-04-23—2014-05-11普若岗日物质平衡分量模拟值**

**Tab. 3 Different components of the simulated mass balance of puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014**

| 物质平衡成分 | 2012-04-23—2013-05-23 | 2013-05-23—2014-05-11 |
|---|---|---|
| 表面消融/(m w.e.) | −0.67 | −0.56 |
| 冰下消融/(m w.e.) | −0.09 | −0.13 |
| 升华/(m w.e.) | −0.01 | −0.02 |
| 融水再冻结/(m w.e.) | +0.02 | +0.02 |
| 固态降水/(m w.e.) | +0.57 | +0.33 |
| 物质平衡/(m w.e.) | −0.18 | −0.36 |

表4　2012-04-23—2014-05-11HAR气象数据值

Tab. 4　HAR meteorological data between April 23, 2012 and May 11, 2014

| 参数 | 2012-04-23—2013-05-23 | 2013-05-23—2014-05-11 |
|---|---|---|
| 向下短波辐射/($W\cdot m^{-2}$) | 256.5 | 245.6 |
| 气温/K | 261.7 | 260.9 |
| 气压/hPa | 500.9 | 501.3 |
| 降水量/mm | 752.8 | 639.9 |
| 比湿/($g\cdot kg^{-1}$) | 2.9 | 2.8 |
| 风速/($m\cdot s^{-1}$) | 6.9 | 6.7 |
| 云量/% | 30.8 | 29.0 |

少。净短波辐射在向下透射时会导致表层以下每个剖面层出现消融。冰下消融量增加是由透射短波辐射增加导致。物质升华量增加由潜热通量增加导致。融水再冻量略微减少是因为温度的略微下降,造成冰川表面融水减少。固态降水减少,一方面可能是由于2013—2014年风速下降(表4)。青藏高原受印度季风、中纬度西风控制,而印度季风和中纬度西风将南印度洋、孟加拉湾上空水汽输送至青藏高原[33-34]。风速下降意味着输送的水汽量减少。另一方面可能由于气温下降(表4),青藏高原内部湖泊蒸发量减少,空气中水汽含量相应减少,此外,表4中比湿数据也可看出,空气中水汽含量的减少。在2012—2014年,物质积累主要来源于固态降水(0.90 m w.e.),其次是融水再冻结(0.04 m w.e.)。物质亏损主要由表面消融(-1.23 m w.e.)、冰下消融(-0.22 m w.e.)以及物质升华(-0.03 m w.e.)引起。

由图4可以看出,普若岗日冰原西部区域大多处于物质亏损状态,最大损失量达到2.69 m w.e.;普若岗日冰原东部区域大多处于物质积累状态,最大达到0.85 m w.e.。图4中1~17号冰川为本区域面积大于10 $km^2$的冰川。具体来说,1、3、4、11、14、15、17号冰川的冰舌部分物质亏损较严重;2、5、6、7、8、9、16号冰川上部出现物质积累。整体的物质变化空间分布趋势与以往能量-物质平衡结果趋势较为一致[12]。表5展示了1~17号的冰川在2012—2014年的物质平衡值。1、3、4、11、14、15、17号冰川物质亏损量高于整个冰原平均值(-0.54 m w.e.$a^{-1}$),而2、5、6、7、8、9、10、12、13、16号冰川物质亏损量低于整个冰原平均值。1号冰川物质亏损量最大(-0.87 m w.e.),8号冰川物质亏损量最低(-0.02 m w.e.)。1、14、15、17号冰川整体海拔偏低,3、4、11号冰川的冰舌海拔偏低,但上部海拔较高。海拔较低的区域,固态降水一般相对较少,物质累积较少;冰面反照率偏低,吸收的短波辐射量偏多,同时空气温度相对偏高,感热通量偏高,因此用于消融的净能量相对较高,冰雪消融更严重。反之,海拔较高的区域,固态降水一般相对更多,物质累积更多;冰面反照率偏高,吸收的短波辐射量偏少,同时空气温度相对偏低,感热通量偏低,用于消融的净能量相对较低,冰雪消融更少。

## 2.3　不确定性分析

COSIMA模型中含有未知的参数。由于在普若岗日冰原缺乏实地观测值,无法对模型参数进行具体评估。文中这些参数的初始值来自Mölg等[32]总结的经验值或者扎当冰川的实测数据[14]。Huintjes等[14]采用同样的参数模拟普若岗日冰原2001—2011年能量-物质平衡,取得较好的效果。Mölg[32,34]等在2012年和2014年对模拟类似于扎当冰川结构的单点能量-物质平衡模型进行了敏感性评估,其通过改变模型的29个参数,对位于扎当冰川的自动气象站所观测的数据进行蒙特卡罗模拟,实验证明忽略消融期积雪厚度导致的误差最大。此外,Mölg等[32]通过停用模型中部分物理过程(短波辐射的透射、湍流通量的稳定度校正、雪的压实和沉淀、亚表层的融化以及粗糙长度的变化等)分析物质平衡模拟结果变化,发现湍流通量的稳定度校正、雪的压实和沉淀、亚表层的融化对物质平衡模拟结果影响较大。Huintjes等[14]利用COSIMA模型模拟了扎当冰川表面能量-物质平衡结果并与实测结果进行对比,得出物质平衡结果不确定性为600 $kg\cdot m^{-2}\cdot a^{-1}$。由于缺乏实测数据,本文无法定量估计模拟结果的不确定性。但本文模拟的普若岗日冰原2012—2014年物质平衡定量结果和空间分布趋势(图4)与Liu等[10]通过大地测量方法估计的结果十分吻合,结果可靠性较高。本文模拟的2012—2013年、2013—2014年累积物质平衡分别为-0.18 m w.e.和-0.36 m w.e.,Liu等[10]估计的2012—2013年、2013—2014年间累积物质平衡分别为-0.13±0.03 m w.e.和-0.34±0.06 m w.e.。通过COSIMA模型模拟的普若岗日冰原物质平衡值与Liu等[10]的定量估计结果十分吻合,且消融与积累的空间分布趋势大体一致,因此结果可靠性较高。

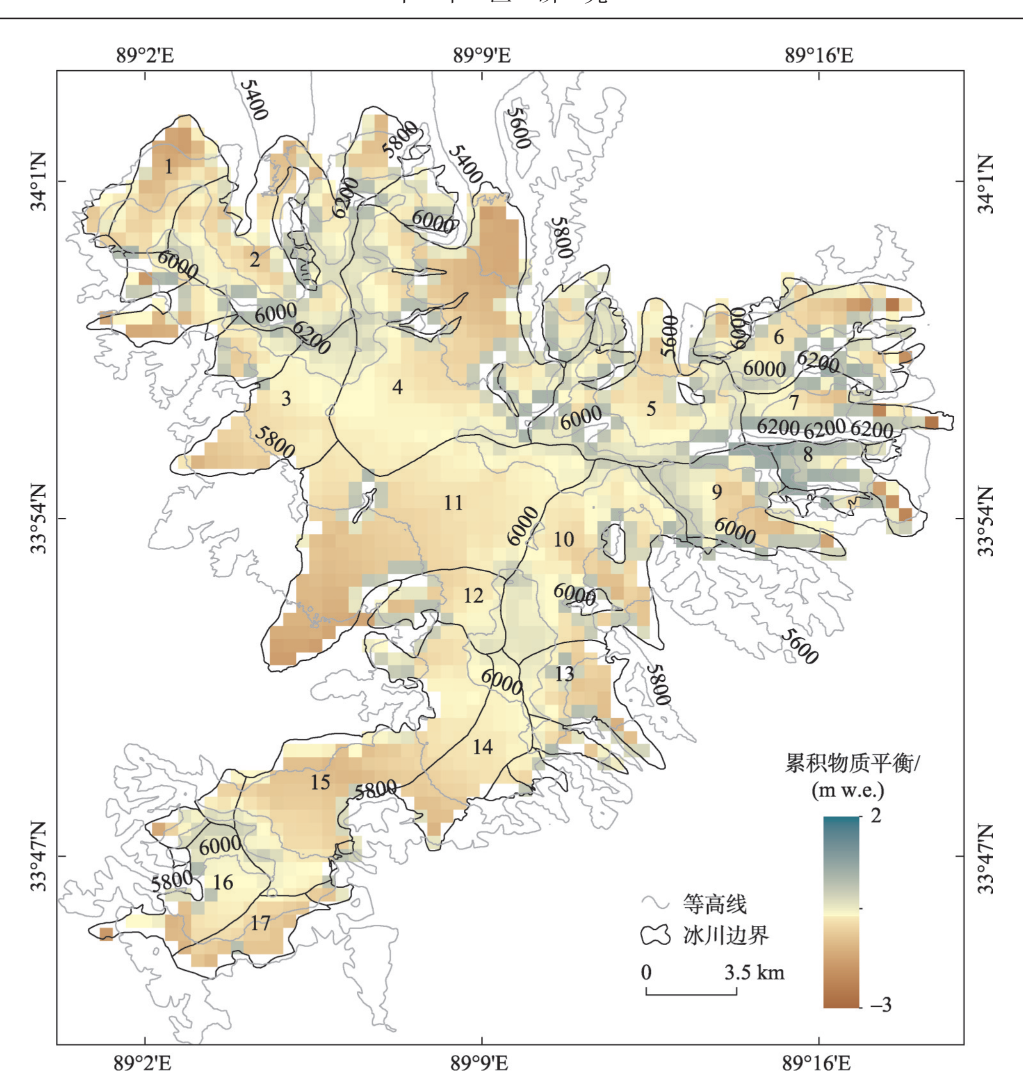



图4 基于COSIMA模型模拟2012-04-23—2014-05-11普若岗日冰原物质平衡空间分布结果(空间分辨率:450 m×450 m)

Fig. 4 Distribution of the mass balance of the Puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014 simulated by COSIMA model (spatial resolution: 450 m×450 m)

**表5 普若岗日冰川2012-04-23—2014-05-11的物质平衡值**

**Tab. 5 Cumulative mass balance of 17 glaciers within the Puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014**

| 冰川编号 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 物质平衡/(m w.e.) | −0.87 | −0.37 | −0.59 | −058 | −0.30 | −0.43 | −0.18 | −0.02 | −0.27 | −0.44 | −0.76 | −0.45 | −0.48 | −0.71 | −0.67 | −0.48 | −0.73 |

此外,Mölg等[32]将HAR数据中的降水量与扎当冰川实测的降水量进行了对比,发现HAR降水量存在过高估计,且求得比例因子为0.56。Huintjes等[15]采用3个不同的HAR降水量比例因子(0.31、0.56、0.81)分别进行了整个普若岗日冰原的能量-物质平衡模拟,物质平衡结果分别为−2298 kg·m$^{-2}$·a$^{-1}$、−44 kg·m$^{-2}$·a$^{-1}$、+162 kg·m$^{-2}$·a$^{-1}$,与Neckel等[9]获取的大地测量结果(−44±15 kg·m$^{-2}$·a$^{-1}$)相比可知,HAR降水比例因子的选取对模拟结果有很大的影响,当比例因子选取0.56时,HAR降水数据在普若岗日冰原所带来的不确定性较低。

## 3 结 论

(1) 模拟的普若岗日冰原在2012-04-23—2013-05-23与2013-05-23—2014-05-11物质平衡

分别为-0.18 m w.e.、-0.36 m w.e.，与早前其他学者发表的大地测量结果(-0.13±0.03 m w.e.、-0.34±0.06 m w.e.)基本吻合，且消融和积累空间分布趋势也与大地测量结果基本吻合，结果可靠性较高。

(2) 普若岗日冰原主要能量收入项为净短波辐射(32.8%)和感热通量(18.1%)，主要能量支出项为净长波辐射(26.1%)和潜热通量(16.5%)。相较于2012-04-23—2013-05-23，2013-05-23—2014-05-11的净短波辐射变化量大于感热通量，净长波辐射变化量大于潜热通量，最终用于冰川消融的能量减少。

(3) 冰川物质累积主要来源于固态降水，其次是融水再冻结和水汽凝华，而物质亏损主要由表面消融和冰下消融构成，其次是升华作用。相较于2012-04-23—2013-05-23，2013-05-23—2014-05-11的冰下消融量增加，表面消融量减少，整体消融量减少，但由于固态降水量的减少，物质净损失量增加。

## 参考文献(References)：


[1] 赵景啟, 满苏尔·沙比提, 麦丽开·艾麦提, 等. 1992—2017年托木尔峰国家级自然保护区冰川变化[J]. 干旱区研究, 2020, 37(4): 1079-1086. [Zhao Jingqi, Sabit Mansur, Aimaiti Mailikai, et al. Changing rates of glacier in Tomur National Nature Reserve from 1992 to 2017[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(4): 1079-1086. ]

[2] 高永鹏, 姚晓军, 安丽娜, 等. 2000—2010年祁连山冰川冰储量变化[J]. 干旱区研究, 2018, 35(2): 325-333. [Gao Yongpeng, Yao Xiaojun, An Lina, et al. Change of ice volume in the Qilian Mountains during the period from 2000 to 2010[J]. Arid Zone Research, 2018, 35(2): 328-333. ]

[3] 王盼盼、李忠勤、王璞玉, 等. 北极山地冰川物质平衡变化及其对气候的响应[J]. 干旱区研究, 2020, 37(5): 113-122. [Wang Panpan, Li Zhongqin, Wang Puyu, et al. Changes in the mass balance of Arctic alpine glacier and its response to climate change[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(5): 113-122. ]

[4] Kang S, Xu Y, You Q, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau[J]. Environmental Research Letters, 2010, 5: 015101.

[5] Yao T, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. Nature Climate Change, 2012, 2(9): 663-667.

[6] Bolch T, Yao T, Kang S, et al. A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and the Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976-2009[J]. The Cryosphere, 2010, 4(3): 419-433.

[7] Kääb A, Berthier E, Nuth C, et al. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas[J]. Nature, 2012, 488(7412): 495-498.

[8] Neckel N, Kropáček J, Bolch T, et al. Glacier mass changes on the Tibetan Plateau 2003-2009 derived from ICESat laser altimetry measurements[J]. Environmental Research Letters, 2013, 9. 10.1088/1748-9326/9/1/014009.

[9] Neckel N, Braun A, Kropáček J, et al. Recent mass balance of the Purogangri Ice Cap, central Tibetan Plateau, by means of differential X-band SAR interferometry[J]. The Cryosphere, 2013, 7: 1623-1633.

[10] Liu L, Jiang L, Jiang H, et al. Accelerated glacier mass loss (2011-2016) over the Puruogangri ice field in the inner Tibetan Plateau revealed by bistatic InSAR measurements[J]. Remote Sensing of Environment, 2019, 231: 111241.

[11] Conway J P, Cullen N J. Cloud effects on surface energy and mass balance in the ablation area of Brewster Glacier, New Zealand[J]. The Cryosphere, 2016, 10(1): 313-328.

[12] Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas[J]. Journal of Hydrology, 2003, 282(1): 104-115.

[13] Huintjes E, Li H, Sauter T, et al. Degree-day modelling of the surface mass balance of Urumqi Glacier No. 1, Tianshan, China[J]. The Cryosphere Discussions, 2010, 4: 207-232.

[14] Huintjes E, Sauter T, Schröter B, et al. Evaluation of a coupled snow and energy balance model for Zhadang Glacier, Tibetan Plateau, using glaciological measurements and time-lapse photography[J]. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 2015, 3. https://doi.org/10.1657/AAAR0014-073.

[15] Huintjes E, Neckel N, Hochschild V, et al. Surface energy and mass balance at Purogangri ice cap, central Tibetan Plateau, 2001-2011[J]. Journal of Glaciology, 2015, 61(230): 1048-1060.

[16] Lei Y, Yao T, Yi C, et al. Glacier mass loss induced the rapid growth of Linggo Co on the central Tibetan Plateau[J]. Journal of Glaciology, Cambridge University Press, 2012, 58(207): 177-184.

[17] Liu L, Jiang L, Sun Y, et al. Glacier elevation changes (2012-2016) of the Puruogangri Ice Field on the Tibetan Plateau derived from bi-temporal TanDEM-X InSAR data[J]. International Journal of Remote Sensing, 2016, 37(23-24): 5687-5707.

[18] Yi C, Li X, Qu J. Quaternary glaciation of Puruogangri-the largest modern ice field in Tibet[J]. Quaternary International, 2002, 97-98: 111-121.

[19] 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 普若岗日冰原及其小冰期以来的冰川变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(1): 87-92. [Pu Jianchen, Yao Tandong, Wang Ninglian, et al. Puruogangri ice field and its variations since the little ice age of the Northern Tibetan Plateau[J].

Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(1): 87-92]

[20] 拉巴, 格桑卓玛, 拉巴卓玛, 等. 1992—2014年普若岗日冰川和流域湖泊面积变化及原因分析[J]. 干旱区地理, 2016, 39(4): 770- 776. [La Ba, Ge Sangzhuoma, La Bazhuoma, et al. Variation and reasons of the coverage of Puruogangri glacier and its surrounding lakes during 1992-2014[J]. Arid Land Geography, 2016, 39(4): 770-776]

[21] Thompson L G, Tandong Y, Davis M E, et al. Holocene climate variability archived in the Puruogangri ice cap on the central Tibetan Plateau[J]. Annals of Glaciology, 2006, 43: 61-69.

[22] Maussion F, Scherer D, Mölg T, et al. Precipitation seasonality and variability over the Tibetan Plateau as resolved by the high Asia reanalysis[J]. Journal of Climate, 2014, 27(5): 1910-1927.

[23] Maussion F, Scherer D, Finkelnburg R, et al. WRF simulation of a precipitation event over the Tibetan Plateau, China: An assessment using remote sensing and ground observations[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2011, 15(6): 1795-1817.

[24] Kumar L, Skidmore A K, Knowles E. Modelling topographic variation in solar radiation in a GIS environment[J]. International Journal of Geographical Information Science, 1997, 11(5): 475-497.

[25] Möller M, Schneider C, Kilian R. Glacier change and climate forcing in recent decades at Gran Campo Nevado, southernmost Patagonia[J]. Annals of Glaciology, 2007, 46: 136-144.

[26] Allen R, Pereira L, Raes D, et al. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements, FAO irrigation and drainage paper 56[J]. FAO, 1998, 56.

[27] 刘健文. 天气分析预报物理量计算基础[M]. 北京: 气象出版社, 2005. [Liu Jianwen. Computational Basis of Physical Quantities Weather Analysis and Prediction[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005. ]

[28] Braithwaite R J. Aerodynamic stability and turbulent sensible-heat flux over a melting ice surface, the Greenland ice sheet[J]. Journal of Glaciology, 1995, 41(139): 562-571.

[29] Anderson E A. A point Energy and Mass Balance Model of A Snow Cover[M]. Technical Report NWS19, NOAA, 1976.

[30] Bintanja R, Broeke M R V D. The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 1995, 34(4): 902-926.

[31] Oerlemans J, Knap W H. A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland [J]. Journal of Glaciology, 1998, 44(147): 231-238.

[32] Mölg T, Maussion F, Yang W, et al. The footprint of Asian monsoon dynamics in the mass and energy balance of a Tibetan glacier [J]. The Cryosphere, 2012, 6(6): 1445-1461.

[33] 姚檀栋, 朴世龙, 沈妙根, 等. 印度季风与西风相互作用在现代青藏高原产生连锁式环境效应[J]. 中国科学院院刊, 2017, 32 (9): 976- 984. [Yao Tandong, Piao Shilong, Shen Miaogen, et al. Chained impacts on modern environment of interaction between Westerlies and Indian Monsoon on Tibetan Plateau[J]. Bulletin of Chinese Academy of Sciences, 2017, 32(9): 976-984. ]

[34] Mölg T, Maussion F, Scherer D. Mid-latitude westerlies as a driver of glacier variability in monsoonal High Asia[J]. Nature Climate Change, 2014, 4(1): 68-73.

# Simulating surface energy and mass balance of the Puruogangri ice cap during 2012−2014 based on High Asia Refined analysis data

LI Jianjiang[1], LI Jia[1], WU Lixin[1], WANG Yingzheng[1,2], GUO Lei[1]

(1. School of Geosciences and Info-physics, Central South University, Changsha 410083, Hunan, China;
2. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China)

**Abstract:** Glacier mass balance is an important parameter for describing how glaciers respond to climate change. The Puruogangri ice cap is the largest ice cap on the Tibetan Plateau, and the retrieval of its mass balance is of great significance. In this study, the surface energy balance and mass balance of the Puruogangri ice cap between April 23, 2012 and May 11, 2014 were simulated from the High Asia Refined analysis data via the coupled snowpack and ice surface energy and mass balance model(COSIMA). Based on simulated surface energy balance and mass balance, we revealed the ablation mechanism of the Puruogangri ice cap and the reason why ablation accelerated between April 23, 2012 and May 11, 2014. From April 23, 2012 to May 23, 2013 and May 23, 2013 to May 11, 2014, the simulated mass balance values of the Puruogangri ice cap were −0.18 m w. e. and 0. 36 m w. e. , respectively. These results were consistent with the previously reported result (−0.13 ± 0.03 m w. e. and −0. 34 ± 0.06 m w.e., respectively) that was derived by differencing the digital elevation models obtained at different times. The simulated mass balance indicated that the low areas, such as the western parts of the ice cap, experienced mass loss, while the high areas, such as the northern part of the ice cap, experienced mass gain. The maximum mass loss and gain during the observation period were 2.69 m w. e. and 0.85 m w. e. , respectively. The energy used for ablation between May 23, 2013 and May 11, 2014 was less than that used between April 23, 2012 and May 23, 2013. Therefore, the surface ablation was weakened between May 23, 2013 and May 11, 2014. However, the solid precipitation between May 23, 2013 and May 11, 2014 was also less than that between April 23, 2012 and May 23, 2013; therefore, the net surface mass balance of the ice cap decreased between May 23, 2013 and May 11, 2014.

**Keywords:** Puruogangri ice cap; High Asia Refined analysis; coupled snowpack and ice surface energy and mass balance model(COSIMA); surface energy balance; mass balance